阿尔泰山泥炭α-纤维素碳和氧同位素的古环境意义
——以黑阳坡泥炭为例

刘　奇[1]，　许仲林[1]，　张东良[2,3,4]

（1. 新疆大学资源与环境科学学院，新疆 乌鲁木齐　830046；2. 中国科学院新疆生态与地理研究所，新疆 乌鲁木齐　830011；3. 中国科学院中亚生态与环境研究中心，新疆 乌鲁木齐　830011；4. 中国科学院大学，北京　100049）

摘　要： 常年受西风影响的阿尔泰山是古气候研究的重点区域之一。为探究将阿尔泰山泥炭植物碳和氧同位素（$\delta^{13}C_{cell}$和$\delta^{18}O_{cell}$）的现代过程研究直接运用到百年或千年尺度古气候重建中的合理性，在可靠的^{210}Pb、^{137}Cs测年基础上，分析了1962—2017年哈巴河气象站冷季（10月—次年4月）、暖季（5—9月）以及年尺度上气温、降水量、相对湿度与黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$的相关关系。结果显示：黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$与5—8月相对湿度显著负相关（r=-0.52，P<0.05），$\delta^{18}O_{cell}$与11月—次年1月降水量显著正相关（r=0.49，P<0.05），黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$变化可以看作分别是5—8月相对湿度和11月—次年1月降水量的代用指标。本研究为阿尔泰山泥炭α-纤维素同位素记录的古气候解译提供了多年尺度的数据支撑，不仅丰富了我国关于泥炭地同位素现代器测的过程研究，也对研究区利用泥炭纤维素同位素开展长时间尺度上古气候定量化研究具有重要意义。

关键词： 黑阳坡泥炭；碳氧同位素；器测时段；阿尔泰山

占全球陆地面积3%的泥炭生态系统是陆地碳储存研究的热点区，自末次冰期以来（距今约21000年）泥炭封存了约6.0×10^{11} t的有机碳[1]。利用泥炭沉积物进行古环境分析，可为古气候重建提供有价值的资料和视角。一系列的气候代用指标（包括干密度、腐殖化度、阿米巴虫、植物大化石、孢粉和生物标记物等）已常用于泥炭古环境重建[2-4]。对于更经典的泥炭岩芯分析而言，泥炭植物残体稳定碳和氧同位素是重要的补充型代用指标[5-6]。

已有研究发现，不同区域的泥炭植物α-纤维素（简称纤维素）碳、氧同位素（$\delta^{13}C_{cell}$和$\delta^{18}O_{cell}$）信息的古气候指示意义存在明显差异[7-9]。例如，中国低纬度地区维管束植物的$\delta^{13}C_{cell}$被成功用作区域湿度或夏季季风降水的代用指标[10-13]。但是，在新西兰开展的有关时空尺度的研究[14]表明，单株维管束植物（*Empodisma* spp.）$\delta^{13}C_{cell}$与湿度无关，而与气温显著负相关。类似的不一致性也存在于$\delta^{18}O_{cell}$的报道中。例如，洪冰[15]指出，在湿润的沼泽环境中，中国大九湖草本植物$\delta^{18}O$与大气降水$\delta^{18}O$关系紧密，并依据大气降水$\delta^{18}O$与气温的关联，将莎草植物看作是多年平均气温的代用指标。而Amesbury等[16]的研究指出，维管束植物$\delta^{18}O_{cell}$能够很好地捕获不同季节大气循环带来的水汽特征。可见，对某一地区现代泥炭植物同位素生理过程机制的理解，是对保存在泥炭记录中的同位素信号进行环境解译的必要条件。

我国湿地面积为451084±2014 km^2，横跨湿润区、半湿润-半干旱区和干旱区[17]，气候主要受西风系统和季风（印度和东亚）系统的影响。在季风影响区，泥炭苔草$\delta^{13}C_{cell}$被认为是地表湿度或夏季风强度变化的指示器[10-13]，泥炭$\delta^{18}O_{cell}$被认为是古气温的代用指标[15,18-19]。该研究得到了最新大九湖泥炭植物现代过程调查的支持[20-21]。在西风影响的中国西北阿尔泰山，Rao等[22-23]基于详细的现代过程研究

收稿日期： 2021-06-02；　**修订日期：** 2021-10-14
基金项目： 国家基金委青年基金(41803024)；中国博士后科学基金第66批面上基金(2019M663864)
作者简介： 刘奇（1995-），男，硕士研究生，主要研究泥炭记录的全新世气候变化. E-mail: liuqi@stu.xju.edu.cn
通讯作者： 张东良. E-mail: zhdl@ms.xjb.ac.cn

发现,哈拉萨孜泥炭莎草$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$分别与暖季、冷季气温正相关,进而指出,哈拉萨孜泥炭岩芯$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$记录的偏正趋势分别指示了全新世以来暖季、冷季的持续增温趋势。但是,该气温重建与来自同一岩芯的木本孢粉含量所指示的气温下降是完全相反的[24-25]。这一明显差异使我们提出疑问:是否可以将关于泥炭植物纤维素碳、氧同位素的现代过程研究直接运用到百年或千年尺度研究中? 泥炭$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$与多年现代环境因子之间关系探讨的缺乏,限制了我们对阿尔泰山泥炭纤维素碳、氧同位素记录的全新世气候信息的解译。

为将泥炭植物$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$和气候参数的现代关系研究与其在百年/千年尺度上的变化更好衔接起来,本研究以阿尔泰山黑阳坡泥炭为研究对象,拟建立器测时段泥炭植物$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$与气候参数之间的定量或半定量关系,探讨泥炭植物$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$对器测时段气候资料和水文参数的响应特征。我们期望,这项研究不仅可以确定该地区泥炭植物碳、氧同位素多年尺度的环境指示意义,而且能够弥补阿尔泰山泥炭植物纤维素同位素记录的古气候解译在多年尺度变化中的不足,为更合理的将全新世$\delta^{13}C_{cell}$和$\delta^{18}O_{cell}$应用于阿尔泰山过去气候信息的解译提供更多的数据支撑。

1　研究区概况

阿尔泰山呈西北-东南走向,横跨中国、哈萨克斯坦、俄罗斯和蒙古,绵延超过2000 km[26]。中国部分的阿尔泰山属于山系中段南坡,位于新疆最北部,地处46°33′35″~49°10′45″N、85°31′37″~91°01′15″E之间[27]。阿尔泰山及其周边地区现代冷季气候主要受控于“盛行西风-北大西洋涛动耦合系统”与“西伯利亚高压系统”的交互作用;现代暖季气候主要受控于占据亚洲内陆的“亚洲低压系统”和延伸至西伯利亚西南缘的“亚速尔高压系统”交互作用[28-30]。该气候系统所带来的丰沛降水与良好的山间凹地共同为阿尔泰山区域各种类型的泥炭发育提供了绝佳条件[31]。遥感调查发现,泥炭遍布中国阿尔泰山亚高山带(海拔高度在1700~2500 m),面积达38326.14 hm^2,主要分布在其东南部和西北端的0~17°坡地[32]。

黑阳坡泥炭(48.34°N、87.18°E,海拔1353 m)位于阿尔泰山南坡(图1),主要以大气降水和积雪融

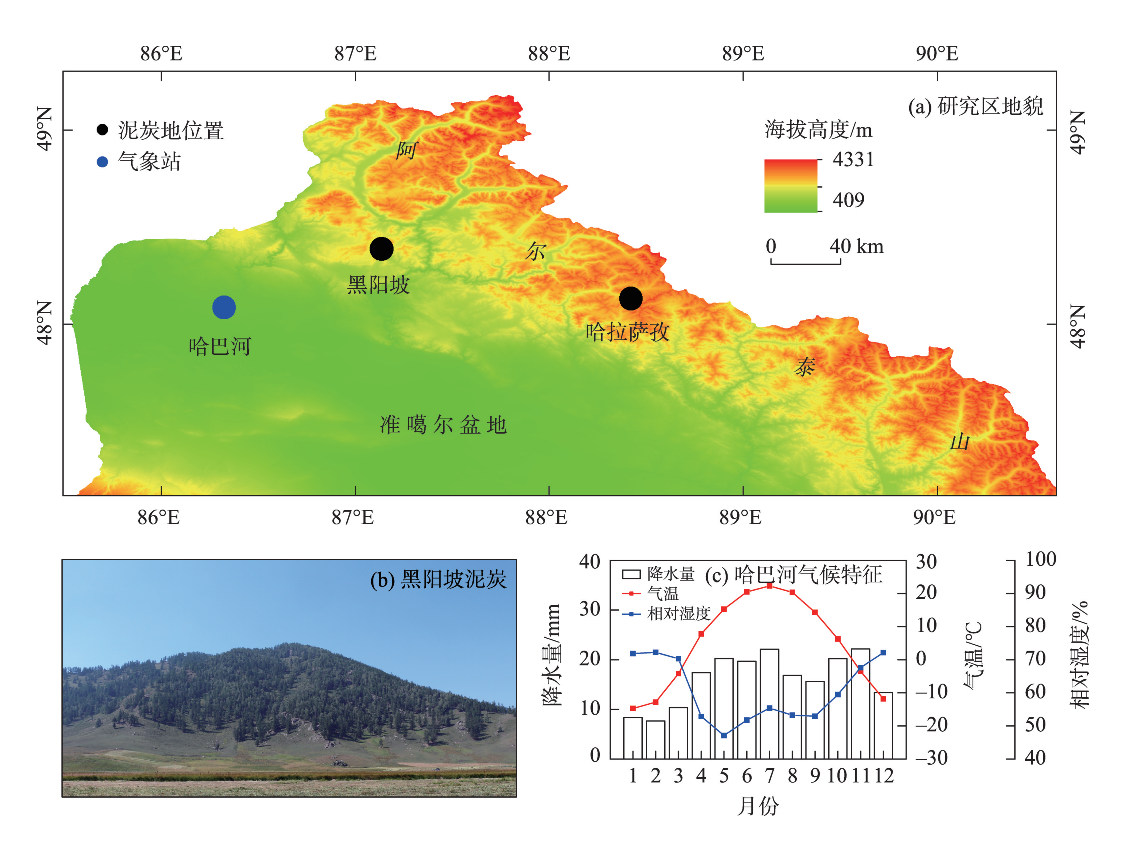


图1　阿尔泰山地貌(a)、研究点照片(b)及气候特征(c)

Fig. 1　Geomorphology (a), photo of studied site (b) and climate characteristics (c) in the Altai Mountains

水为补给来源，地下水位低于0.5 m[33]。距离黑阳坡泥炭70 km的哈巴河气象站(48.03°N、86.24°E，海拔532.6 m)1960—2020年的观测数据显示，该区域冷季寒冷漫长(最冷月1月平均气温-14.7 °C)、暖季凉爽而短促(最热月7月平均气温22.3 °C)，年平均气温为5.0 °C。暖季(5—9月)相对湿度为47.2%~55.4%，冷季(10月—次年4月)相对湿度为52.9%~72.2%。年均降水量为197.9 mm，降水年内分布比较均匀，冷季降水量占全年降水量的51%(图1c)。黑阳坡泥炭现生植物以莎草科为主，属于富营养化沼泽。泥炭周边的高海拔或阴坡处以针叶林为主，低海拔或阳坡处以草原为主[33](图1b)。

2 材料和方法

2.1 样品采集

于2017年7月在黑阳坡钻取了一根长30 cm的泥炭岩芯，按照1 cm间隔现场将岩芯分成30个样品，分别装入标记好的自封袋，带回实验室，-4 °C储存。植物残体分析发现，黑阳坡岩芯的植物类型主要是莎草科苔草属，与现生植物类型相似[34]。

2.2 年代、深度-年代模式及沉积速率

利用 ^{137}Cs、$^{210}Pb_{ex}$ 数据来确定岩芯年代。岩芯中 ^{137}Cs 的峰值(324.70 Bq·kg^{-1})出现在11 cm处(图2a)，代表了1986 CE的切尔诺贝利事故[35]。$^{210}Pb_{ex}$ 的比活度呈指数下降趋势，由岩芯顶部的506.02 Bq·kg^{-1} 下降到底部的22.20 Bq·kg^{-1}(图2a)。基于广泛使用的恒定供给速率模式(CRS)[36]，构建了黑阳坡岩芯的深度-年代模式(图2b)。考虑到北半球 ^{137}Cs 的最大沉积峰对应1963 CE[37]，而黑阳坡岩芯16 cm处的 $^{210}Pb_{ex}$ 年代为1966±4 CE(图2a)，因此，^{137}Cs 沉降出现在黑阳坡泥炭的时间被认为是1963 CE。此外，黑阳坡岩芯的沉积速率表现为整体的上升趋势，平均沉积速率为0.29 cm·a^{-1}，30~12 cm(1901—1981 CE)波动较大，12~1 cm(1981—2017 CE)稳定增加(图2c)。

2.3 实验方法

2.3.1 泥炭植物α-纤维素的提取 采用黄超等[38]的方法提取泥炭植物α-纤维素。具体实验步骤如下：(1) 去除腐殖质类物质：将样品放入250 mL的烧杯中，加入5%的NaOH，放置在加热炉上煮1 h，冷却至室温后进行清洗，过120目筛水洗至中性；(2) 去除碳酸盐和易水解类物质(果胶)：加入5%HCl溶液7.5 mL，充分搅拌后，加热1 h，冷却后清洗至中性；(3) 去除木质素：加入5 mL蒸馏水、0.5 mL CH_3COOH 和0.5 g $NaClO_2$，于加热炉上煮1 h，移除上层液体，加入相同剂量的上述试剂，重复操作直至样品完全变为白色，然后用蒸馏水清洗至中性；(4) 去除半纤维素和多糖类物质：加入10%的NaOH溶液7.5 mL，于80 °C水浴锅中加热1 h，然后离心移除上层液体，然后用蒸馏水清洗2次，加入17%的NaOH溶液7.5

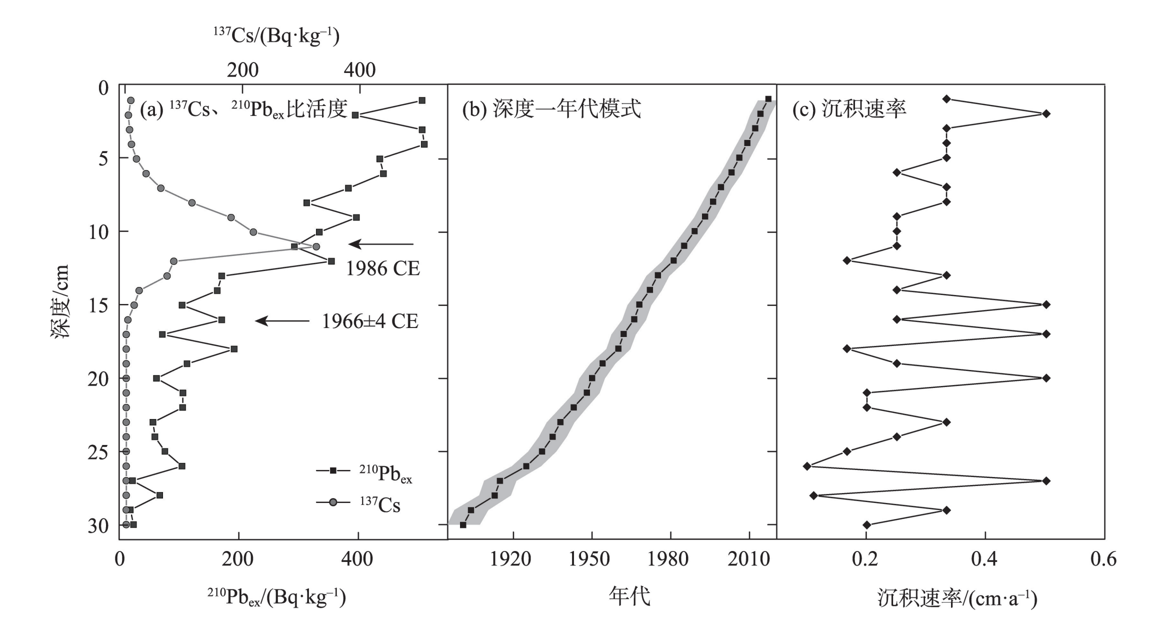


图2 黑阳坡泥炭岩芯信息

Fig. 2 Information of Heiyangpo peatland core

mL,室温下静置1 h,移除上层液体,并将残体水洗至中性;(5) 加入1% HCl溶液清洗,中和过多的NaOH,然后将残体水洗至中性。最后将烧杯中的残体冷冻干燥。

2.3.2　碳和氧同位素的测定及碳同位素的校正　碳同位素的测定:准确称取α-纤维素样品30~50 μg于锡杯中,置于真空密闭条件下,以铂作催化剂,使纤维素样品与过量氧化铜充分燃烧,使其全部转变为CO_2气体。然后将CO_2提纯,以去除CO等干扰气体,之后在Delta-V MAT同位素质谱仪上测定。

氧同位素的测定:准确称取300~500 μg的纤维素样品于锡杯中,压成米粒状放进进样器,使其在1090 °C高温热解。热解过程所产生的CO和N_2在高纯氦气下将CO与其他杂质分离。接下来以氦气作为载气传送到Delta-V MAT同位素质谱仪上测定。$\delta^{13}C$值计算以VPDB为标准,$\delta^{18}O$值计算以VS-MOW为标准。$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$的测试误差范围均≤0.5‰。

碳同位素的校正:因工业革命以来化石燃料的燃烧和土地利用方式的改变等[39],大气CO_2浓度持续上升,进而引起大气CO_2中的$\delta^{13}C$值不断下降,最终导致植物$\delta^{13}C$值自1850年以来表现为持续下降趋势。为了更好地从植物$\delta^{13}C$值的变化中获取气候信息,有必要对1850年以来的植物$\delta^{13}C$值进行校正。本文采用McCarroll等[40]提供的方法对黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$进行校正。

2.4　气候相关性分析

为匹配同位素信号的年代,对哈巴河站气象数据进行了如下操作:岩芯Z层(沉积速率<1 cm·a^{-1})对应的气象数据由Z层与Z-1层(不包含)对应年代之间的气象数据算数平均求得。因为莎草的生长速率取决于气候条件和随深度增加的泥炭压实和分解作用;此外,在采样过程中,一个生长季的莎草增量可能会扩展到相邻的样品中[41]。

通过上述操作,发现共有17个$\delta^{13}C_{cell}$和$\delta^{18}O_{cell}$值可以与哈巴河气象参数相对应,时间跨度为1962—2017 CE。基于此,分析了1962—2017 CE时段哈巴河气象站冷季(10月—次年4月)、暖季(5—9月)以及年尺度上气温、降水量、相对湿度与黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$的相关关系。利用Origin 2018软件对气象因子与同位素数据之间的相关性进行评估并作图。当P<0.05时,碳和氧同位素与气象因子的相关性显著。

3　结果与分析

3.1　碳和氧同位素的变化特征

黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$的变化范围在-27.84‰~-23.32‰之间,平均值为-25.97‰。最偏正值(-23.32‰)出现在距地表4 cm(2009 CE),次负值(-27.38‰)出现在距地表16 cm(1963—1966 CE)。岩芯$\delta^{13}C_{cell}$值表现为整体的偏正趋势(r=0.67,P<0.001),但在17~16 cm(1961—1966 CE)突然偏负。此外,15~1 cm(1967—2017 CE),岩芯$\delta^{13}C_{cell}$值表现为微弱的偏负趋势,5~4 cm(2004—2009 CE)突然偏正(图3a~图3c)。

黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$值在13.90‰~21.30‰之间变化,平均值为18.14‰。与$\delta^{13}C_{cell}$变化相似,$\delta^{18}O_{cell}$值也表现为整体的偏正趋势(r=0.63,P<0.001)。最偏正值(21.30‰)与最偏负值(13.90‰)分别出现在距地表6 cm(2000—2003 CE)和16 cm(1963—1966 CE)。16~14 cm(1963—1972 CE)和5~4 cm(2004—2009 CE)表现为明显的偏负变化(图3b~图3d)。

3.2　$\delta^{13}C_{cell}$与气象因子的相关关系

如图4所示,黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$与气温不相关(冷季:r=0.16,P=0.53;暖季:r=0.10,P=0.71;年:r=0.16,P=0.54;图4a~图4c)。$\delta^{13}C_{cell}$与降水量不相关(冷季:r=0.08,P=0.77;暖季:r=-0.19,P=0.46;年:r=-0.04,P=0.89;图4d~图4f)。$\delta^{13}C_{cell}$与相对湿度亦不相关(冷季:r=-0.37,P=0.14;暖季:r=-0.43,P=0.09;年:r=-0.46,P=0.06;图4g~图4i)。但$\delta^{13}C_{cell}$与暖季相对湿度的相关性(P=0.09)略高于冷季相对湿度(P=0.14)。考虑到植物的生长主要集中在暖季,进一步分析了暖季单月及不同月份组合相对湿度与$\delta^{13}C_{cell}$值的相关关系(图5)。结果显示:$\delta^{13}C_{cell}$与5—8月相对湿度具有显著的负相关关系(r=-0.52,P=0.03),其中,6月(r=-0.53,P=0.03)和8月的贡献最大(r=-0.60,P=0.01)。

3.3　$\delta^{18}O_{cell}$与气象因子的相关关系

与$\delta^{13}C_{cell}$和气象因子的关系类似,黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$与气温不相关(冷季:r=0.29,P=0.26;暖季:r=0.38,P=0.13;年:r=0.35,P=0.17;图6a~图6c),$\delta^{18}O_{cell}$与相对湿度也不相关(冷季:r=-0.25,P=0.34;暖季:

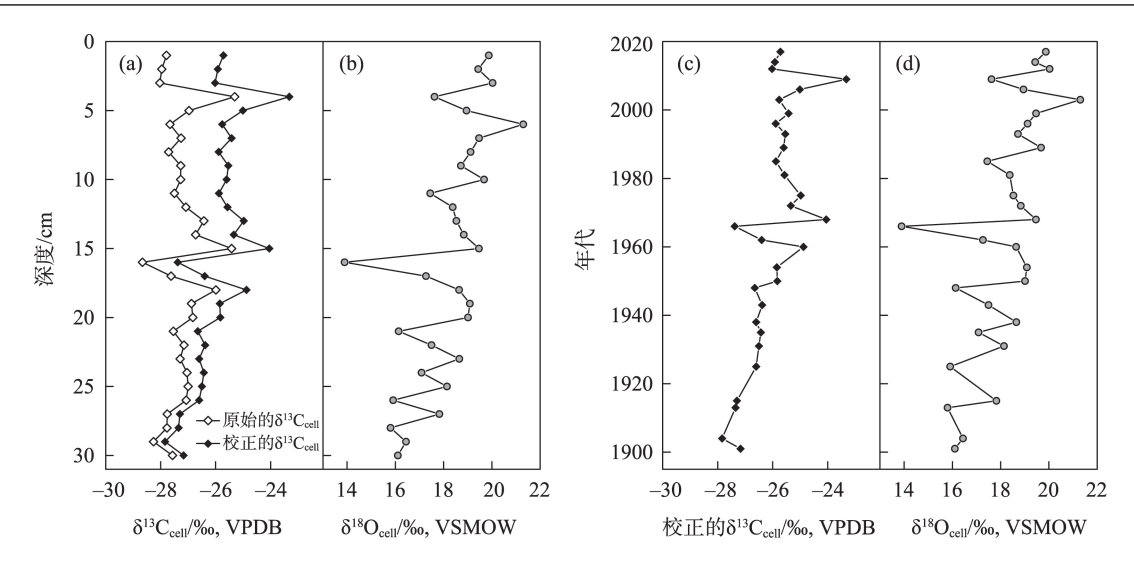


图3 $\delta^{13}C_{cell}$原始序列、校正后的$\delta^{13}C_{cell}$序列(a)和$\delta^{18}O_{cell}$序列(b)随深度的变化，校正后的$\delta^{13}C_{cell}$序列(c)和$\delta^{18}O_{cell}$序列(d)随年代的变化

Fig. 3 Variations of original $\delta^{13}C_{cell}$, corrected $\delta^{13}C_{cell}$ values (a) and $\delta^{18}O_{cell}$ values (b) with depth, variations of corrected $\delta^{13}C_{cell}$ (c) and $\delta^{18}O_{cell}$ values (d) with age in Heiyangpo peatland

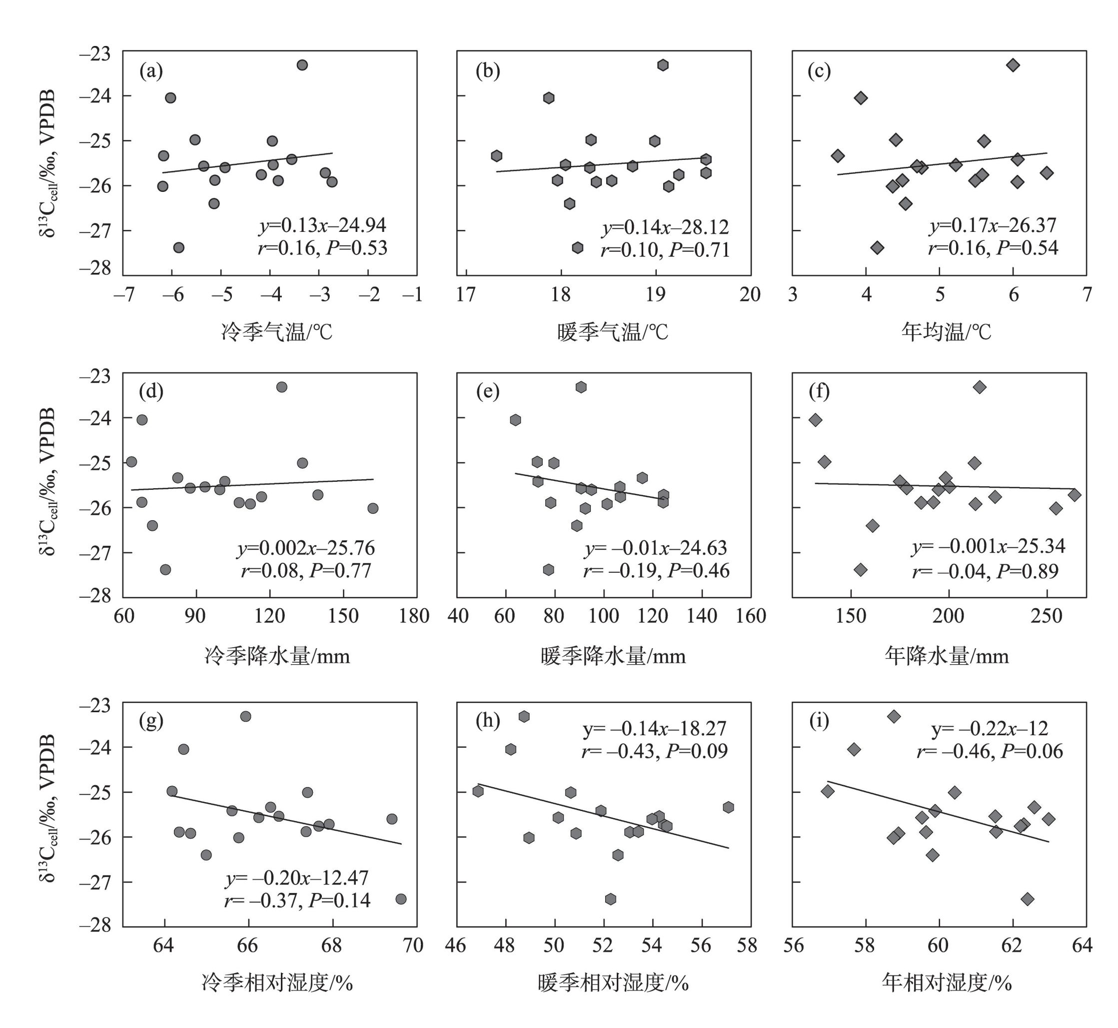


图4 黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$与气象参数的相关关系

Fig. 4 Correlations between corrected $\delta^{13}C_{cell}$ values from Heiyangpo peatland and recorded meteorological parameters (1962–2017) in Habahe station

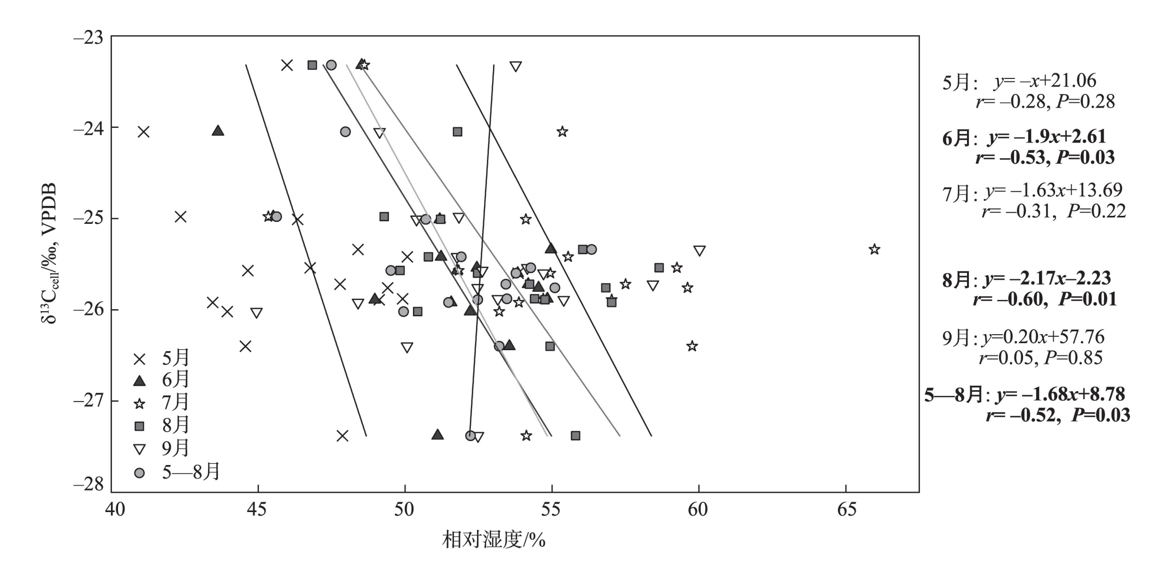


图5 黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$与暖季单月及不同月份组合相对湿度的相关关系

Fig. 5 Correlations between corrected $\delta^{13}C_{cell}$ values from Heiyangpo peatland and warm-season relative humidity in Habahe station

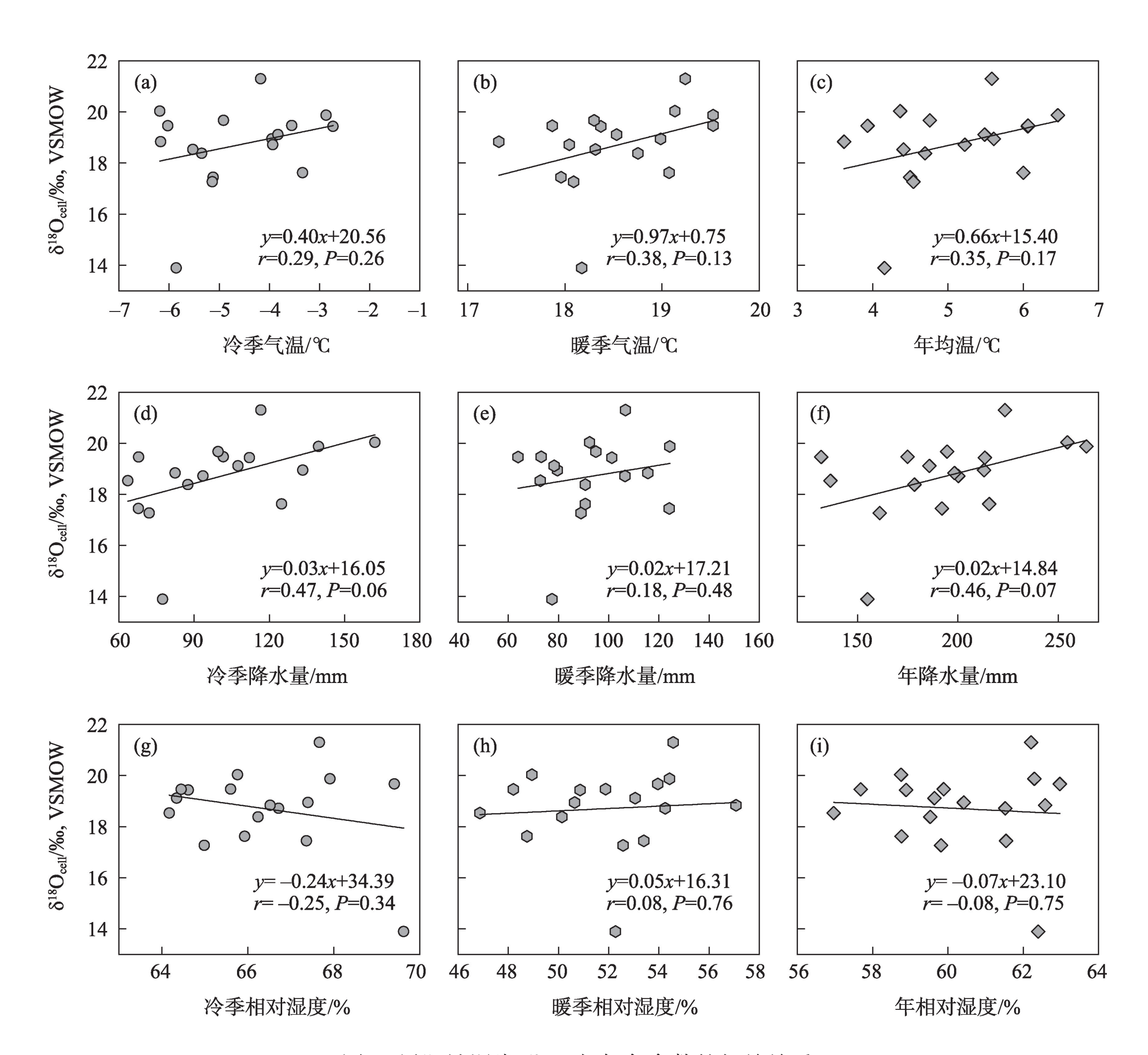


图6 黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$与气象参数的相关关系

Fig. 6 Correlations between $\delta^{18}O_{cell}$ values from Heiyangpo peatland and recorded meteorological parameters(1962–2017) in Habahe station

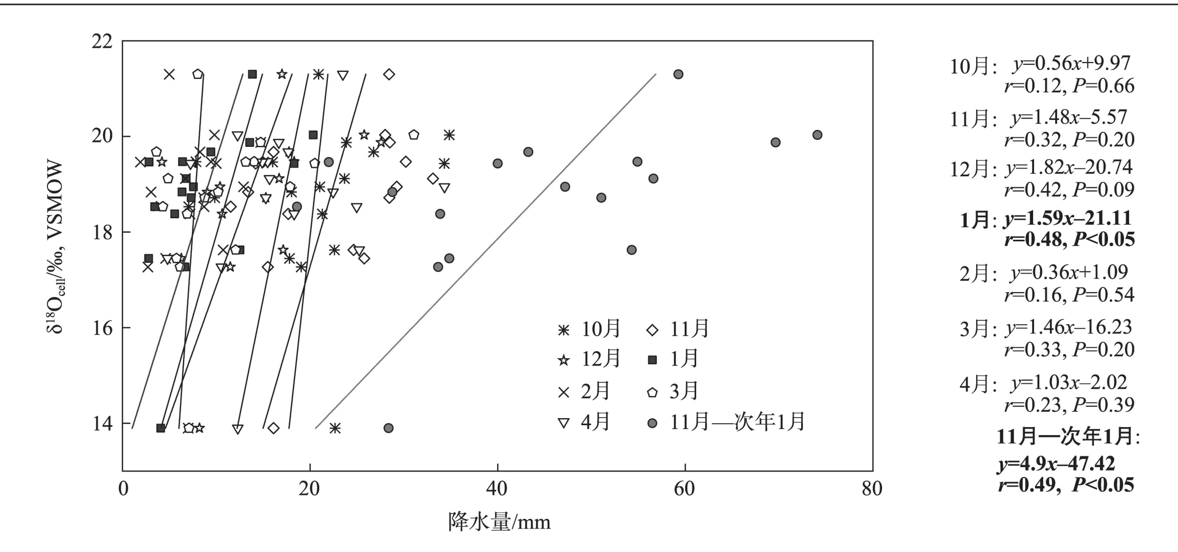


图7 黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$与冷季单月及不同月份组合降水量的相关关系

Fig. 7 Correlations between $\delta^{18}O_{cell}$ values from Heiyangpo peatland and cold-season precipitation in Habahe station

r=0.08, P=0.76;年:r=−0.08, P=0.75;图6g~图6i)。值得注意的是,尽管$\delta^{18}O_{cell}$与暖季降水量不相关(r=0.18, P=0.48;图6e),但$\delta^{18}O_{cell}$与冷季(r=0.47, P=0.06;图6d)和年降水量(r=0.46, P=0.07;图6f)的相关性高于暖季降水量。因此,我们进一步分析了冷季单月及不同月份组合降水量与$\delta^{18}O_{cell}$的关系(图7)。结果显示:$\delta^{18}O_{cell}$与11月—次年1月降水量具有显著的正相关关系(r=0.49, P<0.05),其中,1月的贡献最大(r=0.48, P<0.05)。

4 讨 论

通过分析黑阳坡泥炭碳氧同位素与哈巴河站气象参数的相关性发现,泥炭$\delta^{13}C_{cell}$与5—8月相对湿度显著负相关(图5)。由于阿尔泰山泥炭植物的生长期主要集中在5—9月,这一结果实际反映了生长季相对湿度对黑阳坡泥炭植物$\delta^{13}C_{cell}$变化的控制作用。当空气湿度较低时,会诱发植物的气孔变小或关闭,以阻止植物体内水分的过分蒸发,使得植物体内外CO_2浓度比值减小,进而导致植物$\delta^{13}C_{cell}$值增大;当空气湿度较高时,植物叶片气孔变大,植物体内外CO_2浓度比值增大,使得植物$\delta^{13}C_{cell}$值减小[42]。$\delta^{13}C_{cell}$值与湿度的负相关关系已被应用于阿尔泰山周边泥炭古气候重建中,如阿尔泰山南坡的那仁夏泥炭(48.8°N、86.9°E,海拔1760 m)[43]、大黑泥炭(48.67°N、87.18°E,海拔2168.5 m)[44]和天山北麓柴窝堡泥炭(43.48°N、87.93°E,海拔1090 m)[45]偏负的$\delta^{13}C_{cell}$记录了晚全新世的湿润特征,与其他指标记录结果相一致[46–48]。邻近的树轮$\delta^{13}C$研究发现,降水量/湿度变化也是阿尔泰山树轮$\delta^{13}C$分馏的主要限制因子[49–50]。可见,黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$可能是相对湿度或降水量的代用指标。值得注意的是,本文的研究结果与现代生长季观测的高海拔哈拉萨孜(48.12°N、88.36°E,海拔2450 m)$\delta^{13}C_{cell}$的古气候指示意义($\delta^{13}C_{cell}$是暖季气温的指示器[22])明显不同,这可能归咎于高海拔低温环境下,气温可能是泥炭植物$\delta^{13}C_{cell}$变化的主要控制因子。但哈拉萨孜$\delta^{13}C_{cell}$作为暖季气温的指示器需要年或多年资料的支持。

泥炭植物$\delta^{18}O$组成仅由吸收利用水的$\delta^{18}O$组成决定。研究表明,泥炭植物吸收的水分大部分源自土壤,而土壤水主要来源于大气降水,因此,泥炭植物$\delta^{18}O_{cell}$主要反映大气降水$\delta^{18}O_p$[40, 51]。然而,在植物吸收水分并最终合成纤维素的过程中会发生一系列的同位素分馏,从而影响$\delta^{18}O_{cell}$与$\delta^{18}O_p$的关系[21, 52]。本文的研究揭示,黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$与11月—次年1月降水量正相关(图7)。考虑到11月—次年1月的持续低温,降水以降雪为主(图1c),山区夏季降水通常以极端暴雨的形式出现且降水事件后很快排出泥炭地[53],使得11月—次年1月降水量(降雪)在黑阳坡泥炭植物生长季的吸收利用水中占据较大比例。由此推断,11月—次年1月降水量是黑阳坡泥炭植物$\delta^{18}O_{cell}$变化的主要控制因子。Shi等[53]关于哈拉萨孜泥炭的现代水文过程调查结果支持了此结论,他们发现冬季积雪汇入融水是泥炭地的主导

水源,占到了泥炭地平均来源水的76%,因而现代莎草$\delta^{18}O_{cell}$信号主要来源于冷季降水$\delta^{18}O_p$。以积雪融水为补给来源的乌拉尔山脉西侧苔原泥炭$\delta^{18}O_{cell}$调查[41]也支持本文的结果,他们发现泥炭$\delta^{18}O_{cell}$与冷季降水量强相关(r=0.6)。因此,研究认为黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$主要记录11月—次年1月降水量的信号。需要注意的是,Rao等[23]基于阿勒泰及其周边地区冬季降水$\delta^{18}O_p$在年内、年际尺度上的"温度效应",指出冷季气温是控制阿勒泰地区降水$\delta^{18}O_p$的主要因素,故而,哈拉萨孜泥炭$\delta^{18}O_{cell}$实际指示冷季气温的长期变化。但是,黑阳坡泥炭$\delta^{18}O_{cell}$与冷季气温的相关性不显著(图6a),这可能是因为地处较低海拔的黑阳坡,具有较高的暖季气温,使得冷季温度信号可能会在泥炭植物叶片水蒸发富集的过程中减弱或丢失[54]。此外,需要提及的是,黑阳坡泥炭和哈拉萨孜泥炭$\delta^{13}C_{cell}$的环境控制因子分别是5—8月相对湿度和4—8月气温,而两地$\delta^{18}O_{cell}$均与冷季降水量紧密相关。造成这一结果的可能原因是两地明显的海拔差异导致$\delta^{13}C_{cell}$的控制因子不同,但因两地均受盛行西风所带来的水汽补给而造成$\delta^{18}O_{cell}$的控制因子是一致的。

5 结 论

针对文章关注的科学问题:是否可以将泥炭植物纤维素碳、氧同位素的现代过程研究直接运用到百年或千年尺度研究中?在可靠的^{210}Pb、^{137}Cs测年基础上,分析了1962—2017年黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$与哈巴河气象参数的相关关系。结果表明:

(1) 黑阳坡泥炭$\delta^{13}C_{cell}$与5—8月相对湿度显著负相关,$\delta^{18}O_{cell}$与11月—次年1月降水量显著正相关。$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$可以分别作为5—8月相对湿度与11月—次年1月降水量的代用指标。

(2) 在未来工作中,加强季节-年际-十年-百年尺度的泥炭$\delta^{13}C_{cell}$、$\delta^{18}O_{cell}$的指示意义研究有助于全面理解区域气候变化及其控制机制。

参考文献(References):

[1] Yu Z C, Loisel J, Brosseau D P, et al. Global peatland dynamics since the last glacial maximum[J]. Geophysical Research Letters, 2010, 37(13): L13402, doi: 10.1029/2010GL043584.

[2] Woodland W A, Charman D J, Sims P C. Quantitative estimates of water tables and soil moisture in Holocene peatlands from testate amoebae[J]. The Holocene, 1998, 8(3): 261-273.

[3] Barber K E, Maddy D, Rose N, et al. Replicated proxy-climate signals over the last 2000 yr from two distant UK peat bogs: New evidence for regional palaeoclimate teleconnections[J]. Quaternary Science Reviews, 2000, 19(6): 481-487.

[4] Turney C S M, Kershaw A P, Clemens S C, et al. Millennial and orbital variations of El Niño/Southern Oscillation and high-latitude climate in the last glacial period[J]. Nature, 2004, 428: 306-310.

[5] Brenninkmeijer C A M, Vangeel B, Mook W G. Variations in the D/H and $^{18}O/^{16}O$ ratios in cellulose extracted from a peat bog core [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1982, 61(2): 283-290.

[6] Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B, et al. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a $\delta^{13}C$ time series from peat cellulose[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 185(1-2): 111-119.

[7] 黄超, 李英红, 李云霞, 等. 我国泥炭纤维素同位素记录的古气候变化研究进展[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(4): 113-124. [Huang Chao, Li Yinghong, Li Yunxia, et al. A review of paleoclimatic changes in China based on peat cellulose isotopic records [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2013, 33(4): 113-124.]

[8] 张东良, 杨运鹏, 兰波. 泥炭植物碳和氧同位素研究进展[J]. 湿地科学, 2016, 14(6): 923-930. [Zhang Dongliang, Yang Yunpeng, Lan Bo. Advance in carbon and oxygen isotopes of plants in peatlands[J]. Wetland Science, 2016, 14(6): 923-930.]

[9] 郭海春, 田怡苹, 魏士凯, 等. 我国全新世泥炭α纤维素稳定碳同位素记录的对比与分析[J]. 第四纪研究, 2020, 40(5): 1136-1144. [Guo Haichun, Tian Yiping, Wei Shikai, et al. Comparison and analyses of the Holocene peat α-cellulose stable carbon isotopic records from China[J]. Quaternary Sciences, 2020, 40(5): 1136-1144.]

[10] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 211(3-4): 371-380.

[11] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Inverse phase oscillations between the East Asia and India Ocean summer monsoons during the last 12000 years and paleo-El Niño[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 231(3-4): 337-346.

[12] Hong B, Hong Y T, Lin Q H, et al. Anti-phase oscillation of Asian monsoons during the Younger Dryas period: Evidence from peat cellulose $\delta^{13}C$ of Hani, Northeast China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010, 297(1): 214-222.

[13] Hong B, Gasse F, Uchida M, et al. Increasing summer rainfall in arid eastern-Central Asia over the past 8500 years[J]. Scientific Reports, 2014, 4(1): 5279, doi: 10. 1038/srep05279.

[14] Amesbury M J, Charman D J, Newnham R M, et al. Carbon stable isotopes as a palaeoclimate proxy in vascular plant dominated peatlands[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2015, 164: 161-174.

[15] 洪冰. 中国中部全新世气候变化的泥炭同位素记录——以湖北

神农架大九湖为例[D]. 广州: 中国科学院地球化学研究所, 2009. [Hong Bing. Holocene Climatic Dynamics Recorded by Peat Isotopic in the Central of China: A Case Study from Dajiuhu Lake, Shengnongjia, Hubei[D]. Guangzhou: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2009.]

[16] Amesbury M J, Charman D J, Newnham R M, et al. Can oxygen stable isotopes be used to track precipitation moisture source in vascular plant-dominant peatlands?[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2015, 430(15): 149–159.

[17] Mao D H, Wang Z M, Du B J, et al. National wetland mapping in China: A new product resulting from object-based and hierarchical classification of Landsat 8 OLI images[J]. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 2020, 164: 11–25.

[18] Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, et al. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year $\delta^{18}O$ time-series of Chinese peat cellulose[J]. The Holocene, 2000, 10(1): 1–7.

[19] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14000 years[J]. Quaternary Science Reviews, 2009, 28(9–10): 840–849.

[20] Liu J L, Chen Y, Ma L M, et al. The $\delta^{13}C$ of cellulose from modern plants and its responses to the atmosphere: From the peatland records of Dajiuhu, China[J]. The Holocene, 2017, 28(3): 408–414.

[21] Liu J L, Chen Y, Mao Y N, et al. Decrypting stable oxygen isotope variability in modern plants of the Dajiuhu peatland from Hubei Province, China: Implications for palaeocology and palaeoenvironments[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 556: 109910, doi: 10. 1016/j. palaeo. 2020. 109910.

[22] Rao Z G, Huang C, Xie L H, et al. Long-term summer warming trend during the Holocene in central Asia indicated by alpine peat α-cellulose $\delta^{13}C$ record[J]. Quaternary Science Reviews, 2019, 203: 56–67.

[23] Rao Z G, Shi F X, Li Y X, et al. Long-term winter/summer warming trends during the Holocene revealed by α-cellulose $\delta^{18}O/\delta^{13}C$ records from an alpine peat core from central Asia[J]. Quaternary Science Reviews, 2020, 232: 106217, doi:10.1016/j.quascirev. 2020. 106217.

[24] Wang W, Zhang D L. Holocene vegetation evolution and climatic dynamics inferred from an ombrotrophic peat sequence in the southern Altai Mountains within China[J]. Global and Planetary Change, 2019, 179: 10–22.

[25] Zhang D L, Chen X, Li Y M, et al. Holocene vegetation dynamics and associated climate changes in the Altai Mountains of the Arid Central Asia[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 550: 109744, doi: 10. 1016/j.palaeo. 2020.109744.

[26] 张东良, 李寅波, 杨运鹏, 等. 阿尔泰山北部过去2000 a来的气候记录集成[J]. 干旱区研究, 2019, 36(1): 176–185. [Zhang Dongliang, Li Yinbo, Yang Yunpeng, et al. Synthesized climate change in the north Altay Mountains in the past 2000 years[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(1): 176–185.]

[27] 张彦, 马学慧, 刘兴土, 等. 新疆阿尔泰山区全新世泥炭丘形态、发育过程与泥炭堆积速率初探[J]. 第四纪研究, 2018, 38(5): 1221–1232. [Zhang Yan, Ma Xuehui, Liu Xingtu, et al. Priliminary study on morphology, development process and peat accumulation rate of palsas during the Holocene in the Altai Mountains, northern Xinjiang Autonomous Region, Northwest China[J]. Quaternary Sciences, 2018, 38(5): 1221–1232.]

[28] Aizen E M, Aizen V B, Melack J M, et al. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia[J]. International Journal of Climatology, 2001, 21(5): 535–556.

[29] Meeker L D, Mayewski P A. A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia[J]. The Holocene, 2002, 12(3): 257–266.

[30] Sun C, Li J P, Zhao S. Remote influence of Atlantic multidecadal variability on Siberian warm season precipitation[J]. Scientific Reports, 2015, 5: 16853, doi: 10. 1038/srep16853.

[31] 努尔巴依·阿布都沙力克, 叶勒波拉提·托流汉, 孔琼英. 阿勒泰地区沼泽湿地调查研究[J]. 乌鲁木齐职业大学学报, 2008, 17(1): 8–13. [Nurbay Abdusalih, Erbolat Tolewhan, Kong Qiongying. Swamp wetland research in Altay Prefecture[J]. Journal of Urumqi Vocational University, 2008, 17(1): 8–13.]

[32] 于苏云江·吗米提敏. 中国阿尔泰山泥炭湿地动态变化及修复对策研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学, 2011. [Yu suyun jiang Mamitimin. Study on Peatland Change and Restoration Strategies in the Altai Mountain, NW China[D]. Urumqi: Xinjiang University, 2011.]

[33] Zhang D L, Yang Y P, Lan B. Peat humification-and $\delta^{13}C_{cellulose}$-recorded warm-season moisture variations during the past 500 years in the southern Altai Mountains within northern Xinjiang of China [J]. Journal of Mountain Science, 2017, 14(11): 2200–2211.

[34] 兰波. 过去2000年新疆北部的湿度变化及其控制机理[D]. 乌鲁木齐: 中国科学院新疆生态与地理研究所, 2017. [Lan Bo. Moisture Variations in Northern Xinjiang and the Modulating Mechanisms during Past 2000 Years[D]. Urumqi: Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, 2017.]

[35] Wu J W, Xiao X Y, Sun J. Distribution and budget of ^{137}Cs in the China Seas[J]. Scientific Reports, 2020, 10: 8795, doi: 10. 1038/s41598-020-65280-x.

[36] Sanchez-Cabeza J A, Ruiz-Fernández A C. ^{210}Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2012, 82: 183–200.

[37] Lan J H, Wang T L, Chawchai S, et al. Time marker of ^{137}Cs fallout maximum in lake sediments of Northwest China[J]. Quaternary Science Reviews, 241: 106413, doi: 10. 1016/j. quascirev. 2020. 106413.

[38] 黄超, 李英红, 郭文康, 等. 泥炭样品当中α-纤维素提取的实验方法探讨[J]. 干旱区地理, 2015, 38(4): 728–734. [Huang Chao, Li Yinghong, Guo Wenkang, et al. Improved peat α-cellulose extrac-

tion procedure[J]. Arid Land Geography, 2015, 38(4): 728-734.]

[39] Sidorova O V, Saurer M, Myglan V S, et al. A multi-proxy approach for revealing recent climatic changes in the Russian Altai [J]. Climate Dynamics, 2012, 38(1-2): 175-188.

[40] McCarroll D, Loader N J. Stable isotopes in tree rings[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(7-8): 771-801.

[41] Tillman P K, Holzkamper S, Andersen T J, et al. Stable isotopes in Sphagnum fuscum peat as Late-Holocene climate proxies in northeastern European Russia[J]. The Holocene, 2013, 23(10): 1381-1390.

[42] Ménot G, Burns S J. Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: Calibration from an altitudinal transect in Switzerland[J]. Organic Geochemistry, 2001, 32(2): 233-245.

[43] Zhang D L, Feng Z D, Yang Y P, et al. Peat $\delta^{13}C_{cellulose}$-recorded wetting trend during the past 8000 years in the southern Altai Mountains, northern Xinjiang, NW China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 156: 174-179.

[44] Xu H, Zhou K E, Lan J H, et al. Arid Central Asia saw mid-Holocene drought[J]. Geology, 2019, 47(3): 255-258.

[45] Hong B, Gasse F, Uchida M, et al. Increasing summer rainfall in arid eastern-Central Asia over the past 8500 years[J]. Scientific Repoets, 2014, 4: 5279, doi: 10. 1038/srep05279.

[46] Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history[J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 27(3-4): 351-364.

[47] Ran M, Feng Z D. Holocene moisture variations across China and driving mechanisms: A synthesis of climatic records[J]. Quaternary International, 2013, 313-314: 179-193.

[48] Zhang D L, Feng Z D. Holocene climate variations in the Altai Mountains and the surrounding areas: A synthesis of pollen records [J]. Earth-Science Reviews, 2018, 185: 847-869.

[49] 张瑞波, 尚华明, 袁玉江, 等. 基于树轮$\delta^{13}C$的阿尔泰山南坡夏季降水变化分析[J]. 中国沙漠, 2015, 35(1): 106-112. [Zhang Ruibo, Shang Huaming, Yuan Yujiang, et al. Summer precipitation variation in the southern slope of the Altai Mountains recorded by tree-ring $\delta^{13}C$[J]. Journal of Desert Research, 2015, 35(1): 106-112.]

[50] Sidorova O V, Siegwolf R T W, Myglan V S, et al. The application of tree-rings and stable isotopes for reconstructions of climate conditions in the Russian Altai[J]. Climatic Change, 2013, 120(1): 153-167.

[51] White J. W. C. Stable hydrogen isotope ratios in plants: A review of current theory and some potential applications[J]. Stable Isotopes in Ecological Research, 1989, 68: 142-162.

[52] Shi F X, Rao Z G, Li Y X, et al. Precipitation $\delta^{18}O$ recorded by the α-cellulose $\delta^{18}O$ of plant residues in surface soils: evidence from a broad environment gradient in inland China[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2019, 33(11): 1440-1468.

[53] Shi F X, Rao Z G, Cao J T, et al. Meltwater is the dominant water source controlling α-cellulose $\delta^{18}O$ in a vascular-plant-dominated alpine peatland in the Altai Mountains, Central Asia[J]. Journal of Hydrology, 2019, 572: 192-205.

[54] 刘晓宏, 徐国保, 王文志, 等. 树轮稳定同位素记录: 进展、问题及展望[J]. 第四纪研究, 2015, 35(5): 1245-1260. [Liu Xiaohong, Xu Guobao, Wang Wenzhi, et al. Tree-ring stable isotopes proxies: Progress, problems and prospects[J]. Quaternary Sciences, 2015, 35(5): 1245-1260.]

Paleoenvironmental implications of α-cellulose carbon and oxygen isotopes from Heiyangpo peatland in the Altai Mountains

LIU Qi[1], XU Zhonglin[1], ZHANG Dongliang[2,3,4]

(1. College of Resource and Environmental Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, Xinjiang, China;
2. Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China;
3. Research Center for Ecology and Environment of Central Asia, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China; 4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The Altai Mountains are affected by westerlies all year round and are therefore the focus of paleoclimate research. To explore the rationnality of using the modern process of carbon and oxygen isotopes from peat plants in centennial-or millennial-scale paleoclimate reconstruction in the Altai Mountains, we analyzed the relationship between the α-cellulose carbon and oxygen isotopes ($\delta^{13}C_{cell}$ and $\delta^{18}O_{cell}$) of Heiyangpo peatland and the meteorological parameters (temperature, precipitation, and relative humidity) measured in the cold season (October-April), warm season (May-September), and annually from Habahe station from 1962 to 2017. Significant relationships were found between $\delta^{13}C_{cell}$ and relative humidity in May-August($r=-0.52$, $P<0.05$), and between $\delta^{18}O_{cell}$ and precipitation in November-January($r=0.49$, $P<0.05$). Thus, $\delta^{13}C_{cell}$ and $\delta^{18}O_{cell}$ values are reliable proxies of May-August relative humidity and November-January precipitation, respectively. Our work provides multi-year scale data support for the interpretation of paleoclimate information recorded by peat cellulose isotopes in the Altai Mountains. The research not only informs the modern process study of peat isotopes in China, but also has great significance for quantitative paleoclimate reconstruction in areas using peat cellulose isotopes over long periods.

Keywords: Heiyangpo peatland; carbon and oxygen isotopes; observed interval; Altai Mountains